

COEXISTENCIA DE ZONAS DE CIZALLA DÚCTIL DE EXTENSIÓN Y DE ACORTAMIENTO EN EL DOMO DE SIERRA NEVADA, BÉTICAS (SE DE ESPAÑA)

J.M. Martínez-Martínez

Departamento de Geodinámica e Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (Universidad de Granada-CSIC), Avda. Fuentenueva s/n, 18002 Granada. jmmm@ugr.es

Resumen: El origen de las zonas de cizalla dúctil del domo de Sierra Nevada ha sido muy debatido. Una controversia que surgió desde el principio fue si las fábricas miloníticas de las zonas de cizalla eran el resultado de extensión, acortamiento cortical o de ambos. También ha habido discrepancias acerca del sentido de cizalla, sobre la relación genética entre las fábricas miloníticas y los despegues extensionales Miocenos y si las milonitas se localizan en una única o en varias bandas de deformación distribuidas a lo largo de la columna Nevado-Filábride. El objetivo de este trabajo ha sido la interpretación del significado tectónico de las milonitas a partir del análisis de la distribución tridimensional de las zonas de cizalla en toda la vasta región que forma parte del domo. Se ha efectuado un control sistemático sobre su cinemática, particularmente en lo referente al sentido de cizalla y se ha intentado obtener inferencias sobre las condiciones de deformación a partir de las diferentes texturas que presentan las distintas bandas miloníticas. Las milonitas se han generado en cuatro zonas de cizalla dúctil; dos de ellas, de carácter contractivo, la de Dos Picos y la de Marchal, en condiciones metamórficas de la facies de las anfibolitas; las otras dos, que representan los segmentos exhumados de los despegues extensionales de Mecina y de Filabres, respectivamente, en las condiciones de la facies de esquistos verdes. El funcionamiento conjunto de zonas de cizalla dúctil contractivas en niveles de la corteza media y de despegues extensionales dúctil-frágiles en la corteza suprayacente explica muchos de los rasgos estructurales que caracterizan el domo de Sierra Nevada, una estructura mayor en el dominio interno Bético.

Palabras clave: Milonitas, despegues extensionales, zonas de cizalla dúctil, canales de flujo, domo de Sierra Nevada, Béticas.

Abstract: The origin of ductile shear zones in the Sierra Nevada dome has been a matter of debate. Especially, if these shear zones resulted from crustal extension, crustal shortening or from a combination of both processes. The sense of shear, the genetic relationships between the mylonitic fabrics and the Miocene extensional detachments and the three-dimensional distribution of the mylonites in one or in several deformation bands within the Nevado-Filabride complex has also been a matter of discrepancy. The objective of this work has been to interpret the tectonic significance of the mylonites from an analysis of the three-dimensional distribution of the shear zones in the vast region that forms the dome. Both the sense of shear and the conditions undergone during deformation have been analysed systematically from the different textures present in the shear zones. The mylonites formed in four ductile shear zones, two of them, Dos Picos and Marchal, developed under amphibolite facies conditions in a contractive regime; whilst the other two, represent the exhumed segments of the Mecina and Filabres extensional detachments deformed under greenschist facies conditions. The close association of contractive ductile shear zones in the middle crust and extensional brittle-ductile extensional detachments in the crust above, explains many of the structural features that characterise the Sierra Nevada dome, a major structure in the Betic hinterland.

Key words: Mylonites, extensional detachments, ductile shear zones, flow channels, Sierra Nevada dome, Betics.

Martínez-Martínez, J.M. (2007). Coexistencia de zonas de cizalla dúctil de extensión y de acortamiento en el domo de Sierra Nevada, Béticas (SE de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (3-4): 229-245.

El orógeno Bético-Rifeño es un ejemplo de orógeno arqueado, fuertemente extendido, que por sus peculiaridades ha suscitado considerable interés entre los geólogos y geofísicos de todo el mundo. El conocimiento del orógeno ha experimentado así una mejora espectacular en los últimos 20 años a lo largo de un proceso que se podría denominar de «revolución

extensional», proceso que ocurre casi paralelo al que tuvo lugar en la región de los «Basin and Range» americanos (*e.g.*, Brun y Choukroune, 1983; Davis, 1983; Miller *et al.*, 1983; Lister y Davis, 1989) y que cambió los paradigmas de la tectónica regional. Muchos de los contactos que limitan las diferentes unidades tectónicas en el dominio interno del orógeno,

que tradicionalmente habían sido considerados superficies de cabalgamiento, resultaron ser fallas normales de bajo ángulo y despegues extensionales. El análisis de la geometría y cinemática de dichos contactos, con este nuevo punto de vista, ha permitido conocer mejor los procesos de extensión sin- y post-orogénica, que tanta influencia han tenido en la fisonomía general del orógeno. Uno de los principales impulsores de este proceso de conocimiento fue el profesor Víctor García-Dueñas, cuyas ideas impregnaron a muchos investigadores, bien a través de su magisterio, bien de la lectura de sus numerosas publicaciones (Azañón *et al.*, 1994, 1997; Balanyá y García-Dueñas, 1987; Balanyá *et al.*, 1997; Banda *et al.*, 1993; Comas *et al.*, 1992; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; García-Dueñas *et al.*, 1986, 1987, 1988a, 1988b, 1992, 1993, 1994; González-Casado *et al.*, 1995; entre otras). El artículo sobre los sistemas extensionales que adelgazaron el dominio de Alborán, el dominio interno del orógeno, durante el Mioceno (García-Dueñas *et al.*, 1992) es uno de los trabajos sobre tectónica de las Béticas más citado, junto a los de Platt y Vissers (1989), Andrieux *et al.* (1971) y Royden (1993).

Bastante de este esfuerzo investigador se ha centrado principalmente en el análisis descriptivo y cinemático de los despegues extensionales, particularmente del contacto mayor entre los complejos Alpujarride y Nevado-Filábride, los más profundos dentro de la pila del dominio de Alborán, y sólo unos pocos artículos han profundizado en el estudio de la deformación interna del bloque de muro (complejo Nevado-Filábride), sobre todo en lo que respecta a su relación con los despegues. La historia de la deformación en el complejo Nevado-Filábride es polifásica; consecuentemente, en las rocas Nevado-Filábrides se reconocen varias generaciones de estructuras dúctiles entre las que destaca la foliación regional que, en general, es una esquistosidad con las características de un clivaje de crenulación penetrativo. Sin embargo, localmente predominan las bandas de tectonitas con fábricas miloníticas caracterizadas por foliación milonítica, lineación de estiramiento y orientación cristalográfica preferente del cuarzo y la calcita, tectonitas cuyo origen ha sido muy discutido.

Desde que fueron reconocidas y descritas por primera vez en la región (Vissers, 1981; Berhmann y Platt, 1982; Platt, 1982; Platt *et al.*, 1984), ha habido considerable controversia acerca de la edad, cinemática y significado tectónico de las fábricas miloníticas que aparecen en las rocas del bloque de muro de los despegues extensionales. Una controversia que surgió desde el principio fue si las fábricas miloníticas eran el resultado de acortamiento cortical (Platt, 1982; Platt *et al.*, 1983; Platt y Berhmann, 1986; Martínez-Martínez, 1986; García-Dueñas *et al.*, 1988b), extensión cortical (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; Jabaloy *et al.*, 1993) o de ambos (González-Casado *et al.*, 1995; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). También ha habido

discrepancias acerca del sentido de cizalla de la deformación que originó las fábricas miloníticas. Mientras que ciertos autores proponen un sentido de transporte de los bloques de techo hacia el N (Berhmann y Platt, 1982; Platt y Berhmann, 1986; Álvarez, 1987), otros sugieren movimientos hacia el ENE (Campos *et al.*, 1986; Orozco, 1986) o hacia el W (García-Dueñas *et al.*, 1987; Jabaloy *et al.*, 1993). Otra cuestión controvertida ha sido la existencia o no de una relación genética entre las fábricas miloníticas del complejo Nevado-Filábride y los despegues extensionales que separan éste del suprayacente complejo Alpujarride; y siendo así, si están relacionadas con un único despegue (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; Galindo-Zaldívar, 1993; Jabaloy *et al.*, 1993) o bien resultan de la actuación progresiva de varios sistemas de despegues (Martínez-Martínez *et al.*, 2002, 2004).

El objetivo de este trabajo ha sido la interpretación del significado tectónico de las milonitas del complejo Nevado-Filábride que, como bandas de rocas fuertemente deformadas, aparecen en el bloque de muro de despegues extensionales y constituyen elementos estructurales del denominado domo alargado de Sierra Nevada. El avance sobre el conocimiento de la estructura y origen de este domo (Martínez-Martínez *et al.*, 1997, 2002) nos proporciona un marco tectónico más preciso para entender mejor el significado de estas milonitas. Para ello, se ha realizado un análisis exhaustivo de la distribución tridimensional de las bandas de milonitas en toda la vasta región que forma parte del domo (Fig. 1); se ha efectuado un control sistemático sobre su cinemática, particularmente en lo referente al sentido de cizalla y se ha intentado obtener inferencias sobre las condiciones de deformación a partir de las diferentes texturas que presentan las distintas bandas miloníticas.

Encuadre regional

Los relieves montañosos de Sierra Nevada, Sierra de los Filabres y Sierra Alhamilla forman parte de una estructura de gran escala, en el dominio interno de las Béticas, que ha sido descrita bajo la denominación de domo alargado de Sierra Nevada (Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Este domo (ver figura 1) ha sido interpretado como un «core complex» metamórfico en cuyos márgenes afloran despegues extensionales, de edad Mioceno Medio-Superior, con tasas de extensión elevadas, del orden de 109-116 km en la dirección ENE-WSW. El funcionamiento de los despegues extensionales y la formación de domos es uno de los modos de extensión que caracterizaron el dominio interno Bético en ese periodo, mientras que en las zonas externas del orógeno se formaba un cinturón de pliegues y cabalgamientos (Balanyá, 1991; Platt *et al.*, 1995; Crespo-Blanc y Campos, 2001; Balanyá *et al.*, 2007). Casi simultáneamente y tras el avance de la extensión hacia el W, el domo fue constreñido

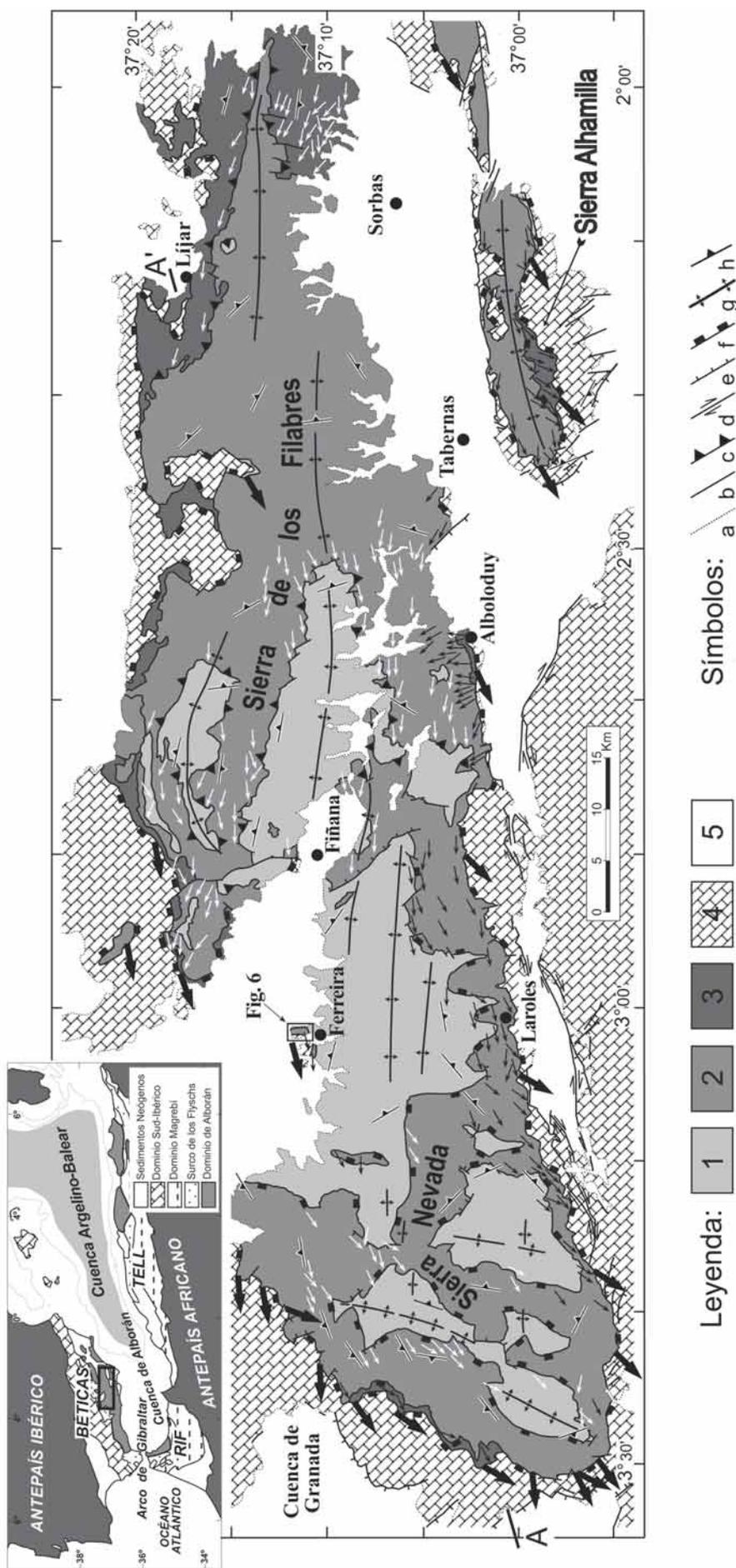


Figura 1.- Esquema tectónico del domo de Sierra Nevada que muestra la distribución de la lineación de estratamiento en el complejo Nevado-Filábride. En la esquina superior izquierda se muestran los principales dominios tectónicos de la región alrededor del sector más occidental del Mediterráneo. Leyenda: Complejo Nevado-Filábride (1, unidad de Ragua; 2, unidad de Calar Alto; 3, unidad de Bédar-Macael). Complejo Alpujárride (4, indiferenciado). Sedimentos Neógeno-Cuaternarios (5, indiferenciado). Símbolos: a) discordancia basal de la sucesión Neógeno-Cuaternaria, b) falla indiferenciada, c) contacto litológico dentro de zona de cizalla dúctil en contracción, d) falla de salto en dirección, e) falla normal, f) despegue extensional, g) traza axial de antiforme, h) buzamiento de la foliación principal. Las flechas negras indican el sentido de transporte del bloque de techo de los despegues extensionales. Las flechas blancas y negras de menor tamaño indican la orientación del vector desplazamiento en las milonitas de temperaturas moderada (flechas blancas) y baja (flechas negras). Modificado de Martínez-Martínez *et al.* (2002).

ortogonalmente a la dirección de extensión (Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Gracias a la acción conjunta de extensión, acortamiento perpendicular a la extensión y erosión, en el domo han sido exhumados materiales del complejo Nevado-Filábride, correspondientes al bloque de muro de despegues extensionales, desde una profundidad entorno a los 20 km (Martínez-Martínez *et al.*, 2004).

La estructura en domo alargado se originó por la interferencia de dos juegos de pliegues abiertos de gran escala, de edad Mioceno Medio-Plioceno, cuyas charnelas, ortogonales, muestran una dirección en torno a E-W y N-S, respectivamente (Fig. 1). La estructura del domo se ve dibujada por el contacto entre los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, que tiene las características de una falla normal de bajo ángulo en todo su trazado; si bien, dicho contacto no se corresponde con un único despegue extensional (Martínez-Martínez *et al.*, 2002). El segmento de contacto aflorante en Sierra Nevada occidental, el despegue extensional de Mecina (Aldaya *et al.*, 1984) es un elemento estructural perteneciente al bloque de techo del despegue extensional de Filabres (García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988). Este último tiene su máxima expresión en Sierra de los Filabres (Martínez-Martínez *et al.*, 2002), donde coincide con el contacto entre los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, pero a partir de Fiñana hacia el W (ver figura 1), el despegue de Filabres se instala en el contacto entre la unidad de Calar Alto y la unidad de Ragua, las unidades más bajas de las tres que constituyen la pila Nevado-Filábride y cuyas características fueron sucintamente descritas por García-Dueñas *et al.* (1988a, 1988b).

La foliación regional en el bloque de muro de los despegues extensionales, que tiene el carácter general de clivaje de crenulación y localmente de foliación milonítica, dibuja también la forma de los domos. Por el contrario, la orientación de la foliación en el bloque de techo (principalmente complejo Alpujárride) sigue un patrón más complejo, resultado de la deformación previa a la extensión y de la geometría de bloques basculados, que es el modo fundamental de extensión del bloque de techo de estos despegues (Martínez-Martínez y Azañón, 1997).

El domo de Sierra Nevada está limitado al Sur por fallas de salto en dirección dextrorsas que, con una dirección paralela a la de extensión (ENE-WSW), yuxtaponen lateralmente dominios fuertemente extendidos y dominios de bloques basculados, con menores tasas de extensión. Tales fallas configuran un accidente mayor, la zona de fallas de las Alpujarras, que ha sido recientemente interpretado como una zona de fallas de transferencia que relaciona dos centros de extensión, con una separación lateral sinistrorsa de alrededor de 90 km, situados en las partes occidentales de Sierra Nevada y Sierra Alhamilla, respectivamente (Martínez-Martínez, 2006).

Dominios estructurales mayores en el domo de Sierra Nevada

Tres dominios estructurales bien diferenciados se pueden observar en el domo de Sierra Nevada en función de la orientación de la foliación principal y de las relaciones de ésta con los despegues extensionales de Mecina y de Filabres. La figura 2, una sección del domo paralela a la dirección de extensión, resume e ilustra las características de estos dominios.

En el dominio oriental, que tiene unas dimensiones de 45 km según la dirección de extensión y está particularmente bien expuesto en Sierra de los Filabres, la foliación buza con una componente E y el despegue de Filabres tiene una geometría de rampa de muro, descendente hacia el W (rampa de Lijar-Fiñana, García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; Martínez-Martínez y Azañón, 1997). El despegue corta cerca de 8 km de la pila Nevado-Filábride, seccionando hacia abajo la unidad de Bédar-Macael (600 m de espesor) y la unidad de Calar Alto (7 km de espesor). La transición de rampa a rellano se produce cuando el despegue alcanza la parte alta de la unidad de Ragua. En el bloque de techo se observan bloques basculados, de alta extensión (Gibbs, 1984) que constan esencialmente de materiales Alpujárrides. Este es un dominio donde el despegue extensional ha sido reajustado isostáticamente hacia la horizontal; consecuentemente, el bloque de muro es basculado hacia el E y así son exhumados materiales Nevado-Filábrides desde una profundidad de 20 km, correspondiente a la máxima profundidad inicial de la

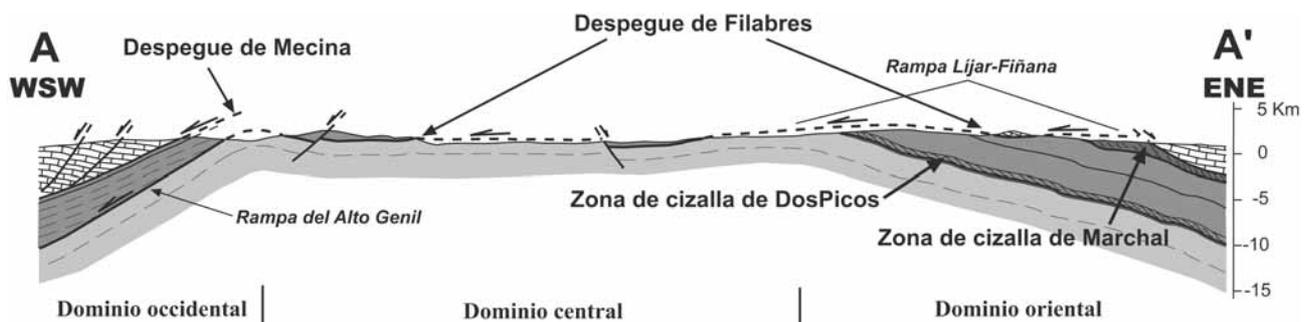


Figura 2.- Corte estructural del domo de Sierra Nevada paralelo a la dirección de extensión. Se muestran los principales despegues extensionales y los dominios mayores del domo. Las bandas con tramas sigmoidales representan zonas de cizalla contractivas entre unidades Nevado-Filábrides superpuestas. Leyenda litológica y localización en la figura 1. Misma escala horizontal que vertical. Modificado de Martínez-Martínez *et al.* (2002).

transición rampa-relleno del despegue (Martínez-Martínez *et al.*, 1997, 2004).

En el dominio central, que coincide con la mitad oriental de Sierra Nevada y tiene una longitud de 60 km según la dirección de extensión, el despegue de Filabres muestra una geometría de rellano de muro. Si deshacemos los pliegues E-W, paralelos a la dirección de extensión, el despegue quedaría sub-horizontal. La estructura del bloque de techo consiste en bloques basculados, de alta extensión, en los que la foliación buza con componente E. La columna de rocas Nevado-Filábrides situadas inmediatamente debajo del despegue se encuentra en este dominio considerablemente adelgazada; de tal modo, que la unidad de Bédar-Macael está prácticamente ausente y la unidad de Calar-Alto pasa de los 7 km de espesor en el dominio oriental a menos de 200 m en éste central.

El dominio occidental se localiza en la parte occidental de Sierra Nevada y tiene una longitud de 20 km según la dirección de extensión. En este dominio, el despegue de Filabres sigue el contacto entre la unidad de Calar Alto y la infrayacente unidad de Ragua y muestra una geometría de rellano de muro. Buza hacia el W junto con la foliación, que presenta menor buzamiento en el bloque de techo que en el de muro, lo

que conlleva unas relaciones de rampa de techo con este segmento del despegue, segmento que hemos denominado rampa del Alto Genil (Figs. 2 y 3). En el bloque de techo podemos observar una cuña de materiales constituida fundamentalmente por la unidad de Calar Alto que tiene aquí de nuevo espesores considerables con una potencia máxima de los materiales aflorante de 4,5 km y sobre ella e inmediatamente debajo del complejo Alpujárride encontramos jirones de la unidad de Bédar-Macael, de 100 a 200 m de espesor. El contacto Alpujárride/Nevado-Filábride en Sierra Nevada occidental (el despegue extensional de Mecina) tiene una geometría de rellano de muro y rampa de techo y puede llegar a situarse por encima del despegue de Filabres a una distancia estructural de casi 5 km. Constituye, por tanto, un elemento estructural pasivo dentro de la cuña del bloque de techo de este último despegue.

En síntesis, la sección (Fig. 2) muestra una estructura en domo con un dominio central fuertemente extendido, que aparece relativamente elevado respecto de dos dominios marginales (oriental y occidental), menos extendidos. Estos dominios marginales corresponden a los bloques proximal y distal del despegue de Filabres, y constituyen dos cuñas de



Figura 3.- Vista panorámica de la rampa del Alto Genil, un segmento del despegue extensional de Filabres que aflora en Sierra Nevada occidental. Obsérvese el mayor buzamiento de la foliación (trazas en amarillo) en el bloque de muro, donde es paralela al despegue, que en el bloque de techo, casi paralela a la superficie topográfica. Fotografía hecha mirando hacia el Norte.

corteza media y superior cuyo espesor aumenta hacia el E y hacia el W, respectivamente, desde el dominio central, en el que las unidades Nevado-Filábrides han sufrido una considerable reducción de su espesor.

Principales zonas de cizalla dúctil

Uno de los principales problemas a la hora de interpretar el patrón de distribución de las milonitas exhumadas en el domo de Sierra Nevada es su carácter discontinuo debido a la segmentación que ocurre por la deformación frágil subsiguiente. Por otra parte, las rocas miloníticas no constituyen una única banda de deformación sino que aparecen distribuidas a diferentes alturas en la pila Nevado-Filábride y en ocasiones separadas por una columna de rocas no cizalladas de varios kilómetros de espesor estructural. Otra dificultad añadida es que aparecen plegadas junto con la foliación regional y los despegues extensionales. El conocimiento detallado de la geometría de los despegues y de los pliegues que los afectan (García-Dueñas *et al.*, 1986; García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002, 2004), es pues una cuestión primordial para alcanzar resultados satisfactorios sobre el significado de las tectonitas que aparecen en los bloques de muro de los despegues. En la descripción de cada una de las diferentes zonas de milonitas que se hace a continuación, se ha tenido en cuenta tanto su posición en relación con los diferentes dominios estructurales del domo de Sierra Nevada como su relación con los despegues extensionales.

Las zonas de cizalla dúctil de Dos Picos y de Marchal

En el dominio oriental del domo de Sierra Nevada aparecen dos zonas de cizalla dúctil, de 500-600 m de espesor, que constituyen los límites dúctiles entre las tres unidades tectónicas mayores del complejo Nevado-Filábride. La más profunda, la zona de cizalla de Dos Picos, incluye el contacto entre la unidad de Ragua y la suprayacente unidad de Calar Alto. La zona de cizalla de Marchal se sitúa por encima de la zona de cizalla de Dos Picos a una distancia de algo menos de 7 km de espesor estructural, medido perpendicularmente a la foliación regional e incluye el contacto entre la unidad de Calar Alto y la suprayacente unidad de Bédar-Macael (Figs. 1 y 2).

Las rocas dentro de estas zonas de cizalla, principalmente metapelitas y rocas cuarzo-feldespáticas, fueron deformadas por flujo dúctil con desarrollo de tectonitas S-L, que muestran lineación de estiramiento de dirección N290-260E, marcada por granos estirados y por la rotación y estiramiento de minerales previos (Fig. 4A-B). La lineación aparece sobre una foliación milonítica penetrativa, asociada con microestructuras de crecimiento de grano, segregación de venas de cuarzo y circulación de fluidos (González-Casado *et al.*, 1995). Son

frecuentes los pliegues en vaina (Fig. 4C) y los pliegues con charnelas paralelas a la lineación de estiramiento (Fig. 4D). La intensidad de la deformación decrece gradualmente hacia el exterior de las zonas de cizalla donde se observa un clivaje de crenulación, que es la estructura predominante en el cuerpo de roca, con más de 6 km de espesor, comprendido entre las zonas de cizalla. En ambas zonas de cizalla existen pliegues recumbentes, de gran escala, cuyas charnelas son subparalelas a la lineación de estiramiento (García-Dueñas *et al.* 1988a, 1988b; Zevenhuizen, 1989; Soto, 1991). Las condiciones de la deformación son de temperatura moderada (facies anfibolitas), como se deduce del crecimiento sincinemático de estauroilita y que se traduce en las texturas de deformación del cuarzo y del feldespato. El cuarzo ha experimentado recristalización simultánea a la deformación (Fig. 4E) con crecimiento de los cristales, probablemente por migración del límite de grano (Bouchez y Pecher, 1981; MacCready, 1996) y sistemáticamente muestra orientación cristalográfica preferente (Soto, 1991; González-Casado *et al.*, 1995), lo que junto a la deformación macroscópica (foliación milonítica y lineación de estiramiento), permite interpretar esta textura como deformacional y no debida a recristalización estática. El feldespato muestra signos de deformación plástica intracrystalina como son los frecuentes porfiroclastos de forma sigmoidal, con colas asimétricas, en las que se produce reducción de tamaño de grano por recristalización dinámica (Fig. 4F) y la ausencia de granos fracturados. La mica incolora, otro importante constituyente de la matriz de las rocas, aparece también recristalizada. Según la clasificación de Sibson (1977) sobre las rocas de falla y zonas de cizalla, estas rocas reúnen todas las características para poderlas denominar blastomilonitas.

Tras una cierta controversia previa (Campos *et al.*, 1986; Martínez-Martínez, 1986; Orozco, 1986), el sentido de cizalla es bien conocido a partir del trabajo de García-Dueñas *et al.* (1987). Diversos indicadores cinemáticos que incluyen bandas de deformación, porfiroclastos con colas asimétricas y fábricas de ejes *c* del cuarzo, entre otros, muestran un sentido de cizalla hacia el W para los bloques de techo (García-Dueñas *et al.*, 1987; Soto *et al.*, 1990; González-Casado *et al.*, 1995). Sin embargo, dada su geometría de rellano, el régimen contractivo o extensional de estas zonas de cizalla ha sido muy discutido (García-Dueñas *et al.*, 1988a, 1988b, 1992; Soto, 1991; González-Casado *et al.*, 1995). En trabajos recientes se ha argumentado que estas zonas de cizalla son estructuras dúctiles contractivas, ya que junto al hecho previamente conocido de que implican repeticiones estratigráficas (García-Dueñas *et al.*, 1988a, 1988b), se ha demostrado que superponen unidades de mayor grado metamórfico sobre unidades de menor grado (Augier *et al.*, 2005a).

Zona de cizalla dúctil de Sierra Nevada Occidental

Las rocas miloníticas de Sierra Nevada Occidental se distribuyen en una banda de 100-200 m de espesor, situada inmediatamente debajo del contacto frágil entre los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride (el

despegue extensional de Mecina). Esta banda de deformación afecta principalmente a las rocas de la unidad Nevado-Filábride más alta, la unidad de Bédar-Macael, mientras que las rocas infrayacentes, pertenecientes a la unidad de Calar Alto, no han sido afectadas sustancialmente por la milonitización. La

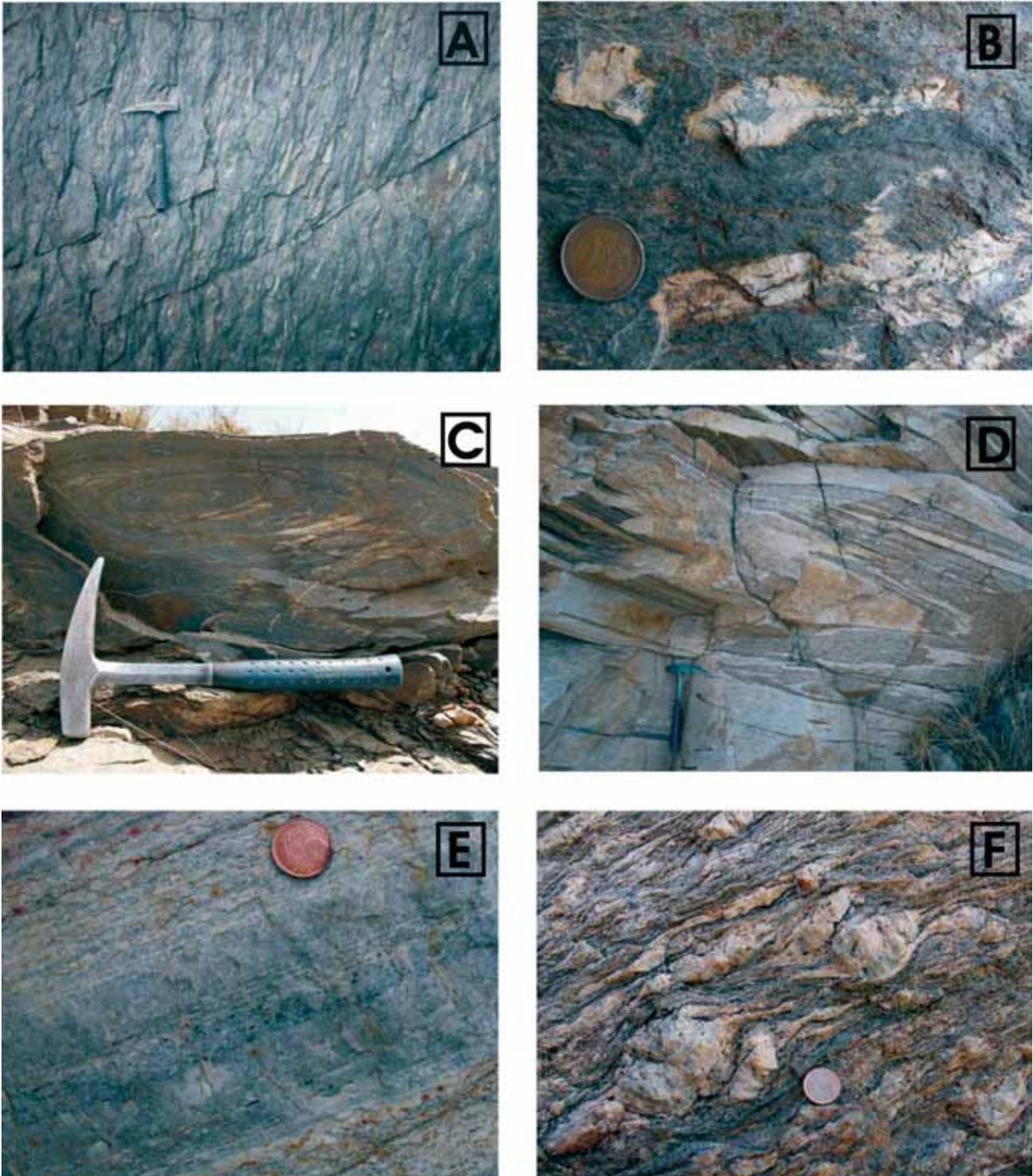


Figura 4.- Ejemplos de estructuras características de las zonas de cizalla de Dos Picos y de Marchal: A) Cristales de andalucita rotados y estirados hacia la lineación de estiramiento en tectonitas S-L de la zona de cizalla de Dos Picos. B) Detalle de la anterior, en la que destaca un chistolito estirado. C) Sección transversal de un pliegue en vaina en la zona de cizalla de Dos Picos. Fotografía mirando hacia el E. D) Pliegues con charnela paralela a la lineación de estiramiento de dirección N100E en ortogneises miloníticos de la zona de cizalla de Marchal. E) Nivel rico en cuarzo en ortogneises de dicha zona de cizalla, visto en sección paralela a la lineación de estiramiento y perpendicular a la foliación milonítica. El cuarzo muestra texturas de crecimiento de grano. Los cristales oscuros son turmalinas rotadas hacia la lineación de estiramiento. F) Porfiroclastos de feldespato con colas asimétricas en la zona de cizalla de Marchal, que indican un sentido de cizalla dextrorso (hacia el W).

deformación milonítica, mayoritariamente plástica, produce en las rocas una fuerte reducción de tamaño de grano que contrasta con el de los esquistos infrayacentes, si bien, el gradiente de deformación es gradual. Predominan las protomilonitas y milonitas con ocasionales niveles anastomosados de ultramilonitas, allí donde la intensidad de la deformación fue mayor. Las rocas miloníticas muestran una foliación plana, muy penetrativa y sobre ella una lineación de estiramiento de dirección NE-SW. En las rocas cuarcíticas, la foliación está definida por cintas de cuarzo con límites de grano suturados y presencia de nuevos granos de recristalización dinámica, que evidencian mecanismos de deformación plástica intracrystalina del cuarzo. Los cristales de feldespato, por el contrario, han sufrido deformación frágil con frecuentes granos fracturados (Fig. 5A). Estas microestructuras son típicas de milonitas generadas en el dominio de baja temperatura del campo de deformación plástica del cuarzo (Bouchez, 1977; White, 1977). Los indicadores cinemáticos marcan un sentido de cizalla con transporte del bloque de techo hacia el SW, similar al que se deduce de las estructuras menores asociadas con el despegue extensional de Mecina (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989).

Zona de cizalla dúctil de Ferreira-Laroles

Con esta denominación se incluyen bandas de milonitas que aparecen plegadas en ambos flancos del domo de Sierra Nevada (Fig. 1) y forman parte del dominio central del domo (Fig. 2). La deformación milonítica afecta a una banda relativamente estrecha de materiales Nevado-Filábrides (menos de 200 m de espesor) situados justo por debajo del contacto con el complejo Alpujárride, cuya naturaleza es la de un despegue extensional frágil. En esta zona de cizalla, la columna Nevado-Filábride se ve considerablemente reducida de espesor de manera esencialmente dúctil. Así, la unidad de Bédar-Macael es omitida completamente; la unidad de Calar Alto, que en dominio oriental, menos extendido, tiene un espesor de 7 km, se ve reducida aquí a menos de 200 m y la unidad de Ragua se ve afectada por la deformación milonítica en su parte más alta. A pesar de la reducción de espesor, todas las formaciones que constituyen la unidad de Calar Alto se ven representadas en este sector (Figs. 6 y 7) y los contactos entre las mismas son esencialmente dúctiles, aunque la deformación frágil se produce asociada a contactos entre litologías con un comportamiento mecánico diferente, como es el caso de mármoles dolomíticos y esquistos o bien mármoles dolomíticos y mármoles calcíticos.

Las rocas miloníticas se caracterizan por una foliación muy penetrativa, plana en las rocas monominerálicas como cuarcitas y mármoles calcíticos y anastomosada en rocas cuarzo-feldespáticas o en mármoles calcítico-dolomíticos. Sobre la foliación aparece sistemáticamente una lineación de estiramiento

muy pronunciada, cuya dirección varía entre E-W y NE-SW. Diversos indicadores cinemáticos, como porfiroclastos asimétricos, estructuras S-C, peces de mica, foliación microscópica oblicua y fábricas de ejes *c* de cuarzo, entre otros, concuerdan al indicar un sentido de cizalla de bloque de techo hacia el W y SW. Como consecuencia del cizallamiento, los protolitos (rocas metasedimentarias en facies de esquistos verdes y anfibolitas) sufren una fuerte reducción de tamaño de grano, que en el caso del cuarzo y la calcita resulta de mecanismos de deformación plástica intracrystalina y en el caso del feldespato y la dolomita de mecanismos frágiles como fracturación y cataclasis. En rocas cuarcíticas es común una distribución bimodal de tamaño de grano, con viejos granos deformados, en forma de cintas (Fig. 5B), que definen la foliación milonítica y nuevos granos de recristalización dinámica, con tamaños de pocas micras, que definen una foliación oblicua con una relación angular con la anterior que tiene valor cinemático. Estas texturas son propias de rocas que han sido deformadas en el dominio de baja temperatura del campo de deformación dúctil del cuarzo (<400°C). En estas condiciones los niveles de mármoles dolomíticos son brechificados mientras que los de mármoles calcíticos sufren deformación dúctil. Como quiera que estas litologías aparezcan alternantes a diversas escalas, son frecuentes los niveles de mármoles dolomíticos budinados (Fig. 5C) y de brechas dolomíticas embebidos en una matriz calcítica con deformación plástica (Fig. 5D). Mármoles calcítico-dolomíticos en los que ambos minerales constituyen la matriz de la roca muestran un comportamiento deformacional intermedio dando lugar a cataclasis foliadas con clastos asimétricos de milonitas cuarcíticas (Fig. 5E), una textura claramente deformacional, aunque ciertos autores la interpreten como sedimentaria y denominen a estas milonitas, mármoles conglomeráticos (Puga *et al.*, 1996, 2002).

Zona de cizalla dúctil de Alboloduy

Las características estructurales de las milonitas de Alboloduy a escala micro y mesoscópica fueron ampliamente descritas por Martínez-Martínez (1986). Se trata de milonitas de baja temperatura, similares a las de Ferreira-Laroles, que aparecen inmediatamente debajo del contacto Alpujárride/Nevado-Filábride y afectan a la unidad de Bédar-Macael y a la unidad de Calar Alto (Fig. 1). Aunque con cierto grado de discontinuidad entre ambos afloramientos debido a la actuación de fallas frágiles, las milonitas de Alboloduy pueden interpretarse como la prolongación hacia el E de las milonitas expuestas en Laroles (Fig. 1). Sin embargo, en el sector de Alboloduy la orientación del vector desplazamiento es significativamente diferente, indicando aquí movimiento de bloque de techo hacia el NW y N, que contrasta con el sentido de movimiento hacia el WSW del despegue extensional frágil suprayacente.

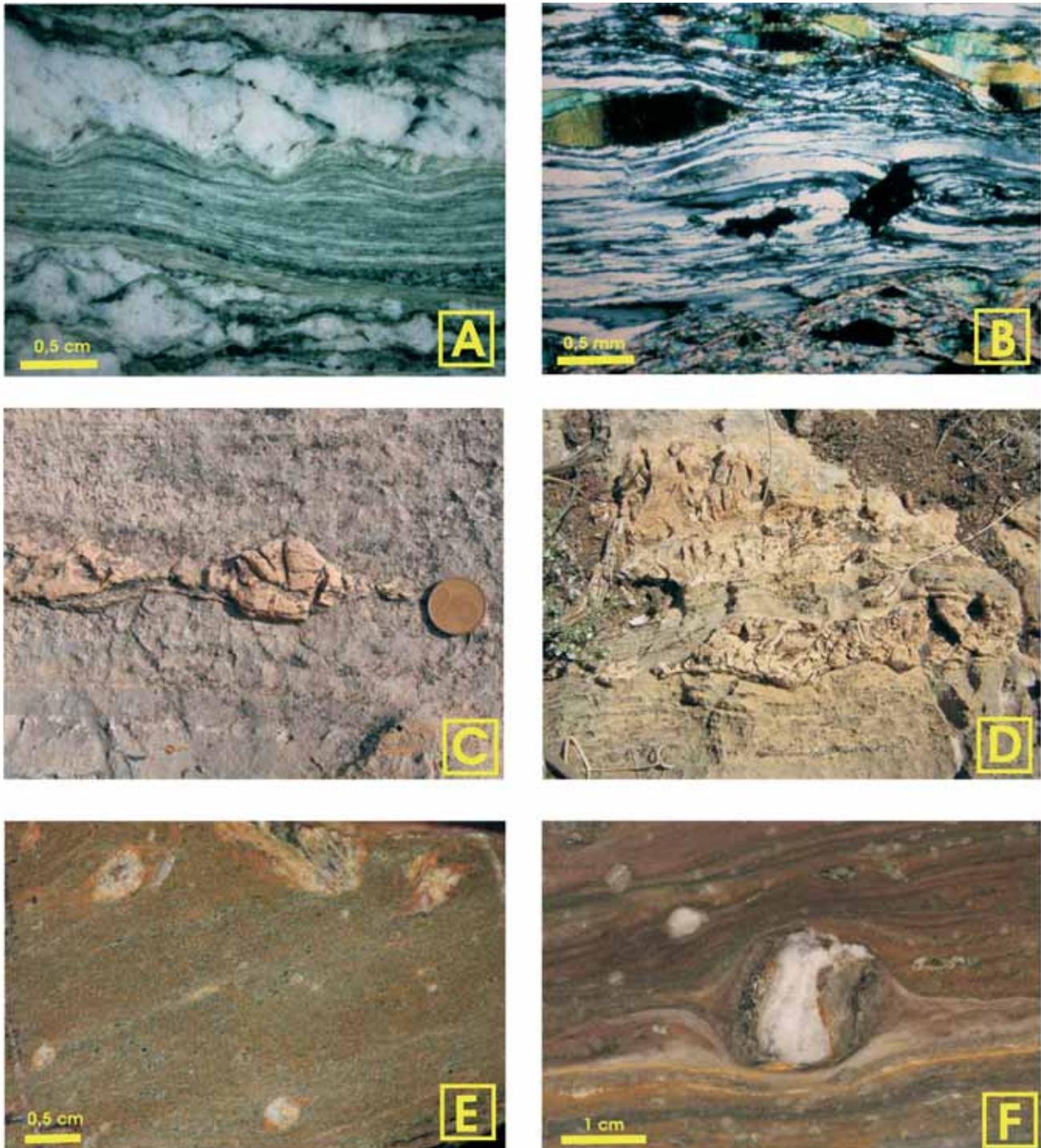


Figura 5.- Ejemplos de estructuras características de las milonitas de baja temperatura: A) Bandas de ultramilonitas en gneises miloníticos de Sierra Nevada occidental. Se observan clastos de feldespato con fracturas antitéticas y porfiroclastos sigma, que indican un sentido de cizalla sinistrorso (hacia el SW). B) Budinaje de la foliación milonítica definida por monocristales de cuarzo acintados en milonitas de Alboloduy. C) Nivel dolomítico que presenta budinaje asimétrico, inserto en mármoles calcíticos milonitizados de la zona de milonitas de Ferreira-Laroles. El sentido de cizalla es sinistrorso (hacia el WSW). D) En la misma zona de milonitas que la anterior, niveles dolomíticos budinados y brechificados, intercalados entre mármoles calcíticos milonitizados. E) Cataclasitas carbonatadas foliadas con clastos asimétricos de milonitas cuarcíticas en la zona de milonitas de Ferreira-Laroles. Obsérvese la foliación milonítica en el interior de los clastos y las colas asimétricas de los porfiroclastos sigma que indican un sentido de cizalla dextrorso (hacia el WSW). F) Porfiroclasto de cuarzo delta en mármoles miloníticos de Sierra Alhamilla, que indica un sentido de cizalla sinistrorso (hacia el SW).

Una posible explicación de esta anomalía en la orientación del vector desplazamiento sería que se habrían producido rotaciones horarias de eje vertical en relación con el funcionamiento de la zona de fallas de las Alpujarras, una zona de fallas de transferencia de salto en dirección dextrorso (Martínez-Martínez, 2006;

Martínez-Martínez *et al.*, 2006). El sector de Alboloduy coincide con la terminación oriental de la zona de fallas, donde parte del movimiento de salto en dirección dextrorso se transfiere a extensión de dirección ENE-WSW y parte se invierte en rotaciones horarias, que desvían la lineación de estiramiento hacia el N.

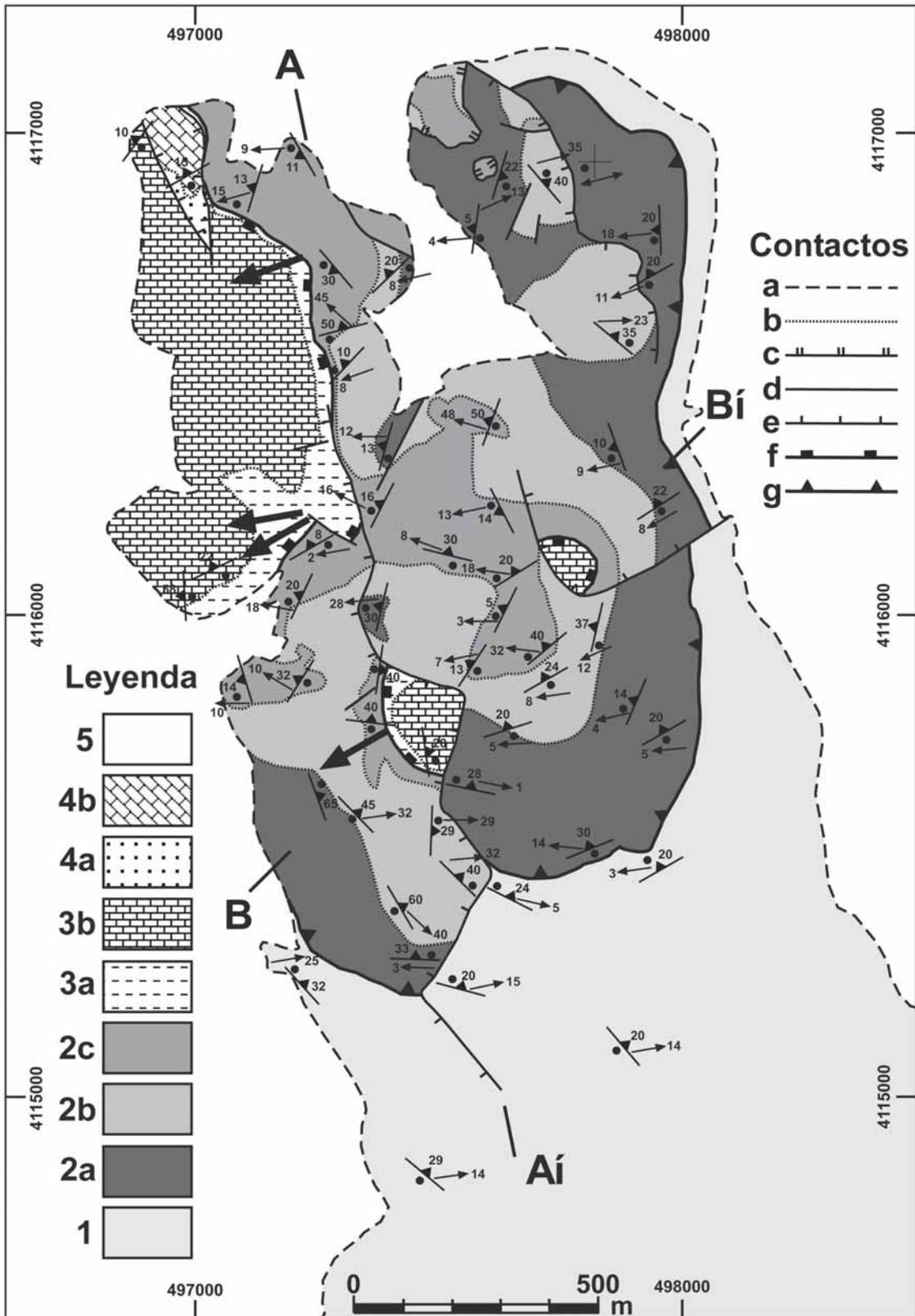


Figura 6.- Mapa estructural del sector de Ferreira que muestra la zona de cizalla dúctil situada por debajo del complejo Alpujárride. Las flechas pequeñas ilustran la orientación de la lineación de estiramiento, las grandes representan la dirección y sentido del vector de desplazamiento del despegue extensional frágil. Se muestra también la orientación de la foliación milonítica. Leyenda: 1, unidad de Ragua; 2, unidad de Calar Alto (2a, formación de esquistos grafitosos de Montenegro; 2b, formación de esquistos claros de Tahal; 2c, formación de mármoles calcícticos y dolomíticos de Huertecica); 3, unidad Alpujárride inferior (3a, filitas; 3b, calizas y dolomías); 4, unidad Alpujárride superior (4a, filitas; 4b, calizas y dolomías); 5, sedimentos Cuaternarios. Contactos: a, discordancia; b, contacto litológico concordante; c, límite basal de klippe gravitacional; d, falla indiferenciada; e, falla normal; f, despegue extensional; g, contacto de superposición entre las unidades de Ragua y de Calar Alto modificado en la zona de milonitas. Los puntos señalan las estaciones de medida. Ver localización en la figura 1.

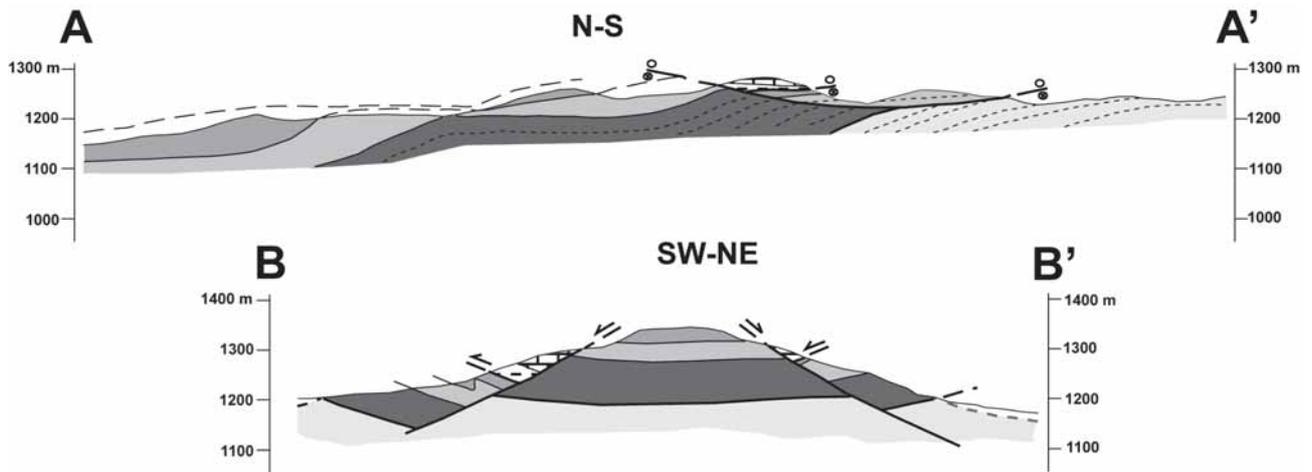


Figura 7.- Cortes estructurales del sector de Ferreira que muestran la extrema reducción de espesor de la unidad de Calar Alto en relación con el espesor observable en el dominio oriental del domo de Sierra Nevada (ej. en la Sierra de los Filabres). Leyenda litológica y localización en la figura 6.

Zona de cizalla dúctil de Sierra Alhamilla

La existencia en Sierra Alhamilla de bandas de deformación dúctil, caracterizadas por la presencia de rocas miloníticas, paralelas al contacto entre los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, fue utilizada por Behrmann y Platt (1982) para deducir el sentido de transporte de los mantos de corrimiento en el dominio interno Bético. Dado que en niveles profundos de la corteza continental los contactos de manto de corrimiento aparecen generalmente como amplias zonas de deformación dúctil, paralelas a la superficie de cabalgamiento, el sentido de movimiento de un manto en relación con las rocas subyacentes podría encontrarse determinando el sentido de cizalla dentro de esas bandas de deformación dúctil. Estos autores (ver también Behrmann, 1984; Platt y Behrmann, 1986) describen dos bandas de ultramilonitas, la de Fuentes, situada a la base del complejo Alpujárride y la de Cuillas, situada a la base de la unidad de Castro, equivalente a la unidad de Bédar-Macael definida en Sierra de los Filabres (Fig. 1). El cuerpo de roca situado entre ambas zonas de intensa deformación muestra diferentes grados de deformación milonítica desde protomilonitas hasta milonitas, caracterizadas por foliación plana muy penetrativa, lineación de estiramiento de dirección NNE-SSW, particularmente intensa en las rocas cuarcíticas y desarrollo de clivaje de crenulación extensional en las metapelitas (Platt y Vissers, 1980); estructura también referida como bandas de cizalla (White, 1979) o estructuras S-C (Lister y Snoke, 1984). Las microestructuras evidencian mecanismos de deformación plástica intracristalina del cuarzo, que muestra granos deformados alargados, de varios cientos de micras de longitud, con estructura de subgranos poligonales en su interior, bordes suturados y nuevos granos marginales de recristalización dinámica de un tamaño de 10-25 micras. La microestructura de granos alargados resulta de la deformación de una textura granoblástica previa, asociada con el metamorfismo en facies de anfibolitas,

anterior a la deformación milonítica, que tiene lugar a una menor temperatura (~ 300 °C; Behrmann, 1983).

Los resultados que sobre el sentido de cizalla obtienen los citados autores son contradictorios y así, mientras que las fábricas de ejes *c* del cuarzo indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N, el sentido de movimiento que se deduce de las fábricas de ejes *a* es hacia el S (Behrmann y Platt, 1982). Además, Behrmann (1987) sugiere que hay que ser cauteloso en el uso de las bandas de cizalla como indicador cinemático, ya que aunque en numerosos casos indican un sentido de transporte hacia el S, son frecuentes también las bandas de cizalla conjugadas con un sentido de transporte hacia el N. Finalmente estos autores se decantan por un sentido de cizalla hacia el N, primando, sobre los demás criterios cinemáticos, la interpretación de los esqueletos de las fábricas de ejes *c* del cuarzo y dado que este resultado encajaba mejor en su interpretación de la estructura del bloque de techo (complejo Alpujárride) como un pliegue recumbente de gran escala, de vergencia N, el denominado manto del Aguilón (Platt *et al.*, 1983).

Sin entrar aquí en una discusión sobre la estructura del complejo Alpujárride en la Sierra Alhamilla, que ya fue objeto de un trabajo anterior (Martínez-Martínez y Azañón, 1997), si conviene destacar algunas observaciones que, sobre la estructura de Sierra Alhamilla y particularmente de las bandas de milonitas, complementan o revisan las descripciones e interpretaciones de autores previos. El primer dato a tener en cuenta es el carácter del contacto Alpujárride/Nevado-Filábride, que, considerado una sutura entre dos placas continentales (Platt, 1982; Platt y Vissers, 1989), es en nuestra opinión, como también lo es en otras regiones donde aflora, un despegue extensional frágil con un sentido de transporte de bloque de techo hacia el WSW (García-Dueñas *et al.*, 1986; Martínez-Martínez y Azañón, 1997). Por otra parte, las bandas de ultramilonitas no están limitadas a los contactos inferior y superior de la unidad de Bédar-Macael, sino que aparecen también distribuidas con mayor o menor

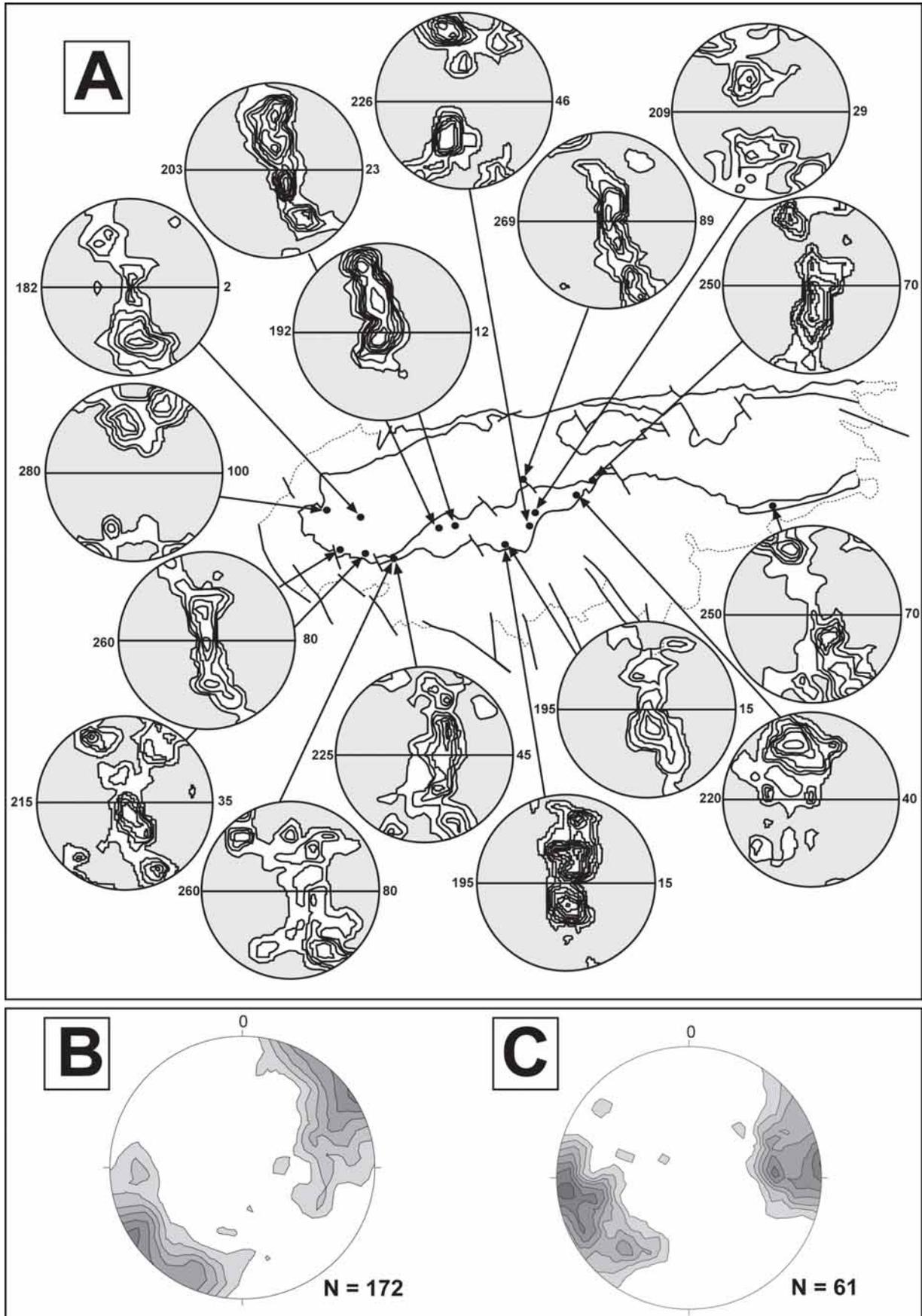


Figura 8.- A. Mapa de las fábricas de cuarzo de milonitas cuarcíticas estudiadas en Sierra Alhamilla. En cada una de ellas se indica la dirección de la lineación de estiramiento. Número de medidas en cada estereograma: $N = 150$. B. Estereograma que muestra la variación en la orientación de la lineación de estiramiento. C. Idem de estrías sobre el despegue extensional y fallas asociadas. Todos los contornos a intervalos crecientes de 1 en 1% de área. Proyección equiareal.

desarrollo en el interior de la misma y no son paralelas al contacto Alpujárride/Nevado-Filábride, sino que lo son a la foliación principal de la unidad Nevado-Filábride implicada. Como el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride tiene una geometría de rampas y rellanos, hay segmentos donde es paralelo a la foliación del bloque de muro y segmentos donde es oblicuo y corta al muro en rampa descendente hacia el SW.

En cuanto al sentido de cizalla, la mayoría de los indicadores cinemáticos utilizados en este trabajo muestran un sentido de transporte del bloque de techo hacia el cuadrante SW. Así, las bandas de cizalla y estructuras SC, aunque en ocasiones indican un sentido de transporte hacia el NE, mayoritariamente muestran sentido de transporte hacia el SW. Existen también numerosos porfiroclastos asimétricos con sentido de rotación hacia el SW (Fig. 5F). Las fábricas de ejes *c* de cuarzo tienen una simetría monoclínica y apoyan un sentido de cizalla del bloque de techo hacia el cuadrante SW (Fig. 8A). La orientación de la lineación de estiramiento presenta cierta dispersión en los sectores de baja inclinación de los cuadrantes SW y NE, con un máximo en torno a 0/050 (Fig. 8B) y es, por otra parte, muy parecida a la orientación de las estrías medidas en las fallas asociadas con el despegue extensional que representa el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride (Fig. 8C).

Discusión

Patrón de distribución de la lineación de estiramiento en el domo de Sierra Nevada

Platt *et al.* (1984) presentaron el primer artículo en el que se muestra la extensión regional de una zona de milonitas bajo el contacto entre los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride. Estos autores concluyeron que las rocas miloníticas se formaron en una banda de deformación dúctil, la denominada «Betic movement zone» en publicaciones previas (Platt y Vissers, 1980), en un contexto contractivo relacionado con el proceso de superposición de los mantos Alpujárrides sobre los Nevado-Filábrides. Posteriormente, pocos trabajos han intentado interpretar el patrón de distribución de la lineación de estiramiento en las rocas del complejo Nevado-Filábride expuestas en la región del domo de Sierra Nevada, con resultados llamativamente muy diferentes. Jabaloy *et al.* (1993) representaron la variación en la dirección del vector desplazamiento en la región comprendida entre Sierra Alhamilla-Sierra de las Filabres oriental y Sierra Nevada occidental a partir de la orientación de la lineación de estiramiento y del sentido de cizalla (Fig. 2, *op.cit.*). Estos autores obtienen un patrón curvado con sensibles variaciones del vector desplazamiento desde NE, en la parte oriental del domo, hasta SW, en la parte occidental. Por el contrario, Augier *et al.* (2005b) obtienen una

distribución de la dirección del vector desplazamiento con un patrón divergente hacia el W (Figs. 3 y 4, *op.cit.*). Ambos autores analizan los patrones de distribución obtenidos sobre el supuesto de que la deformación que produjo la fábrica plano-lineal se localizó en una banda más o menos estrecha comparativamente con su extensión regional. Siendo así, un tratamiento bidimensional de los datos estaría justificado. Sin embargo, de los resultados del presente trabajo se deduce que un análisis bidimensional de la distribución de la lineación de estiramiento en la región es poco adecuado ya que aparecerían proyectados en el mismo plano datos obtenidos en bandas de deformación diferentes, separadas, según que caso, por columnas de roca no cizalladas de varios kilómetros de espesor estructural; por tanto, al interpretar el mapa de lineaciones de la figura 1 es fundamental tener en cuenta la posición estructural de cada una de las estaciones de medida. Por otra parte, se han podido diferenciar dos generaciones de lineaciones de estiramiento, unas producidas sobre el plano de foliación de milonitas de baja temperatura y otras generadas en condiciones de temperatura moderada.

En la figura 1 se puede observar como las lineaciones correspondientes a las milonitas de baja temperatura (flechas negras) aparecen en las rocas Nevado-Filábrides situadas inmediatamente debajo del complejo Alpujárride, aunque las rocas miloníticas representan una columna de rocas que escasamente excede los 200 metros. El sentido de transporte, indicado por las flechas, varía en general poco en el área, entre W y SW. Tan sólo un sector (el de Alboloduy), en el que el sentido de cizalla es hacia el NW y N, se desvía de este patrón y las posibles causas de esta desviación han sido anteriormente comentadas. Por el contrario, las lineaciones generadas en milonitas de temperatura moderada (flechas blancas) se encuentran asociadas a bandas de deformación de 500-600 metros de espesor relacionadas con los contactos entre unidades tectónicas dentro del complejo Nevado-Filábride, que muestran su mayor desarrollo en la Sierra de los Filabres. Hacia el W estas lineaciones desaparecen, ya que han sido modificadas por las milonitas de baja temperatura, más tardías y, aunque segmentadas, vuelven a presentarse en Sierra Nevada occidental, en las partes más profundas de la cuña que constituye el bloque de techo del despegue de Filabres en este sector (ver figura 3).

En síntesis, las milonitas que aparecen exhumadas en el domo de Sierra Nevada se han generado en cuatro zonas de cizalla dúctil; dos de ellas, la de Dos Picos y la de Marchal, en condiciones metamórficas de la facies de las anfíbolitas y las otras dos, que se encuentran inmediatamente debajo de los despegues extensionales de Mecina y de Filabres, respectivamente, en las condiciones de más baja temperatura de la facies de esquistos verdes.

Origen extensional versus contractivo

Las primeras hipótesis sobre el origen de las milonitas del complejo Nevado-Filábride se deben a Platt y colaboradores, hipótesis ideadas a partir de datos de análisis estructural de Sierra Alhamilla, donde relacionan el sentido de cizalla de las milonitas, que deducen es hacia el N (Behrmann y Platt, 1982), con la vergencia de pliegues recumbentes en el complejo Alpujárride (Platt, 1982; Platt y Behrmann, 1986). Ellos interpretan la zona de milonitas como una zona de cizalla dúctil de escala cortical que sería el límite entre dos dominios tectónicos en colisión N-S, el Nevado-Filábride que constituiría la placa inferior y el Alpujárride que sería la placa cabalgante. La colisión estaría acompañada de extensión localizada en la placa cabalgante que daría lugar a fallas normales lístricas y pliegues-manto asociados, emplazados por extensión gravitatoria. Sin embargo, en trabajos posteriores pudimos demostrar que el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride en Sierra Alhamilla es un despegue extensional frágil, con un sentido de transporte de bloque de techo hacia el WSW (García-Dueñas *et al.*, 1986; Martínez-Martínez, 1995; Martínez-Martínez y Azañón, 1997). En los citados trabajos concluimos que dada la diferencia entre el sentido de transporte deducido para el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride y el sentido de cizalla de las milonitas infrayacentes, no debería de haber relación genética entre ambas estructuras. No obstante el escenario cambia bastante con los datos aportados en el presente trabajo, que indican un sentido de cizalla de bloque de techo hacia el SW para las milonitas de Sierra Alhamilla, bastante coincidente con el deducido para el despegue extensional, por tanto es fácil interpretar que las bandas de milonitas y el despegue extensional están genéticamente relacionados, tal como ocurre, por ejemplo, en Sierra Nevada occidental.

La concentración de la deformación dúctil en el bloque de muro del despegue de Mecina, la coincidencia entre el sentido de transporte deducido para el despegue y el deducido para la banda de milonitas infrayacente, así como la evolución de la deformación de dúctil a frágil en las rocas miloníticas, llevó a Galindo-Zaldívar *et al.* (1989) a interpretarlas como el segmento dúctil exhumado del despegue extensional de Mecina. Como quiera que estos autores (ver también Jabaloy *et al.*, 1993) consideran que este despegue coincide con el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride en todo el domo de Sierra Nevada, interpretan que las milonitas infrayacentes se formaron en relación con un único accidente extensional. Sin embargo, en el presente trabajo y en otros recientes (Martínez-Martínez *et al.*, 2002, 2004) se presentan argumentos que demuestran que durante el proceso de tectónica extensional Miocena, de dirección ENE-WSW, experimentado por los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, han funcionado al menos dos sistemas de despegues extensionales de gran escala, el

de Mecina y el de Filabres, siendo el primero un elemento pasivo del bloque de techo durante el funcionamiento del segundo y situado casi 5 km por encima de este último despegue.

Las milonitas de Ferreira-Laroles se encuentran en el bloque de muro del despegue de Filabres y también hay similitud entre el sentido de transporte deducido para el despegue y el sentido de cizalla mostrado por diversos indicadores cinemáticos en las rocas miloníticas. Igualmente la deformación dúctil se concentra en las rocas del bloque de muro y ésta evoluciona de dúctil a frágil. Se puede por tanto concluir que se han generado en el proceso de extensión relacionado con el funcionamiento del despegue. Esta banda de milonitas se formó por estiramiento dúctil de la corteza media del dominio de Alborán (Nevado-Filábride), estiramiento que resulta en dos grandes bloques marginales, basculados y un cuello central, el dominio milonítico, donde el espesor de la columna Nevado-Filábride es reducido de varios kilómetros a escasos cientos de metros. Simultáneamente, el complejo Alpujárride en el bloque de techo del despegue extensional se comportaría como un elemento de corteza superior que es extendido de manera frágil por medio de fallas lístricas coalescentes con el despegue.

Mientras que existe bastante acuerdo en el origen extensional de las milonitas de baja temperatura, el origen de las milonitas de temperatura moderada, que se generan en las zonas de cizalla de Dos Picos y de Marchal, es bastante controvertido (García-Dueñas *et al.*, 1988a, 1988b, 1992; Soto, 1991; González-Casado *et al.*, 1995; Augier *et al.*, 2005a, 2005b). La geometría de estas zonas de cizalla no es discriminatoria puesto que es de rellano en todo su trazado. La argumentación para un origen contractivo se fundamenta en las siguientes premisas: a) las zonas de cizalla separan unidades tectónicas que son cabalgantes porque existen recurrencias stratigráficas entre ellas (materiales Paleozoicos sobre Triásicos); b) el grado metamórfico en el bloque de techo es mayor que en el de muro; c) la deformación milonítica afecta particularmente al bloque de techo. De entre los argumentos que favorecen un origen extensional podemos destacar: a) la coincidencia entre el sentido de cizalla deducido para las zonas de cizalla caracterizadas por milonitas de temperatura moderada y el que muestran por su parte tanto las zonas de milonitas de baja temperatura como los despegues extensionales; b) la trayectoria PT en descompresión, casi isoterma, de las rocas de la zona de cizalla de Dos Picos y Marchal (Soto, 1991; González-Casado *et al.*, 1995). Desde mi punto de vista, un origen contractivo satisfaría ambos tipos de argumentos siempre que las zonas de cizalla en contracción funcionasen simultáneamente a la extensión supracortical como canales de flujo (McKenzie *et al.*, 2000; McKenzie y Jackson, 2002) situados a cierta profundidad por debajo de despegues extensionales dúctil-frágiles, de manera que la extensión de la

columna suprayacente pudiera provocar la exhumación de las citadas zonas de cizalla.

Conclusiones

1. Las rocas con fábrica plano-lineal (tectonitas S-L), que aparecen exhumadas en el domo de Sierra Nevada, no se concentran en una única banda de deformación por debajo del contacto Alpujarride/Nevado-Filábride, sino que se distribuyen en varias zonas de deformación situadas a diferentes alturas en una columna Nevado-Filábride de cerca de 8 km de espesor.
2. Estas tectonitas se distribuyen en cuatro zonas de cizalla dúctil. Dos de ellas, la de Dos Picos y la de Marchal constituyen los límites dúctiles entre las tres unidades tectónicas mayores del complejo Nevado-Filábride y se formaron en condiciones metamórficas de la facies de las anfibolitas, en las que se generan blastomilonitas. Las otras dos representan, respectivamente, los segmentos dúctiles exhumados de los despegues extensionales de Mecina y de Filabres y se formaron en las condiciones de más baja temperatura de la facies de esquistos verdes, en las que se generan milonitas y ultramilonitas.
3. La banda de milonitas del despegue de Mecina fue un elemento pasivo dentro del bloque de techo del despegue de Filabres durante el funcionamiento de este último. Las milonitas del despegue de Filabres se formaron en un cuello de estiramiento dúctil en la zona central, de alta extensión, del domo de Sierra Nevada.
4. Incluida Sierra Alhamilla, el sentido de cizalla de las rocas miloníticas es, en general, hacia el W o el SW, coincidente con el sentido de transporte de los despegues extensionales, salvo en el sector de Alboloduy, donde posiblemente se han producido rotaciones dextrorsas de eje vertical, relacionadas con la terminación oriental de la zona de fallas de transferencia de las Alpujarras.
5. El funcionamiento conjunto de zonas de cizalla dúctil contractivas, en niveles de la corteza media y de despegues extensionales dúctil-frágiles en la corteza suprayacente explica muchos de los rasgos estructurales que caracterizan el domo de Sierra Nevada.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, España (CICYT), proyectos de investigación CTM2005-08071-C03-01/MAR y CGL2004-03333/BTE.

Las estructuras que se discuten en este trabajo fueron de especial interés para el profesor Víctor García-Dueñas con el que mantuve una estrecha colaboración durante años, desde que en 1985 empezamos a analizar juntos el significado de los sistemas extensionales en las Béticas. Con él compartí numerosas jornadas de campo en las que la discusión constructiva y estimulante fue incesante. Gran parte del contenido de este trabajo procede de la reflexión sobre esas discusiones, que lamentablemente han quedado prematuramente interrumpidas. El manuscrito ha sido revisado por el Dr. G. Gutiérrez-Alonso y un revisor anónimo. A ambos agradezco su labor que sin duda ha contribuido a mejorar la presentación final de este trabajo.

Referencias

- Aldaya, F., Campos, J., García-Dueñas, V., González-Lodeiro, F. y Orozco, M. (1984): El contacto Alpujarrides/Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas. En: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. Departamento de Investigaciones Geológicas, C.S.I.C. y Universidad de Granada, Granada, 18-20.
- Álvarez, F. (1987): Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Miñarros units. Eastern Betic Zone (Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 66: 101-110.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12: 191-198.
- Augier, R., Booth-Rea, G., Agard, Ph., Martínez-Martínez, J.M., Jolivet, L. y Azañón, J.M. (2005a): Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and TWEEQU multiequilibrium thermobarometry approach. *Bulletin de la Société géologique de France*, 176: 419-432.
- Augier, R., Jolivet, L., y Robin, C. (2005b): Late Orogenic doming in the eastern Betic Cordilleras: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. *Tectonics*, 24: doi: 1029/2004TC001687.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. y Crespo-Blanc, A. (1994): Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II*, 318: 667-674.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A. y García-Dueñas, V. (1997): Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alborán Domain, Betics). *Journal of Structural Geology*, 19: 1055-1071.
- Balanyá, J.C. (1991): *Estructura del Dominio de Alborán en la parte Norte del Arco de Gibraltar*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 210 p.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1987): Les directions structurales dans le domaine d'Alborán de part et d'autre du détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II*, 304: 929-933.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V. y Azañón, J.M. (1997): Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alborán Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16: 226-238.
- Balanyá, J. C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I. y Luján, M. (2007): Structural trend line pattern and strain

- partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: Insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics*, 25: doi: 10.1029/2005TC001932.
- Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V. Dañobeitia, J.J. y Makris, J. (1993): Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221: 53-66.
- Behrmann, J.H. (1983): Microstructure and fabric transitions in calcite tectonites from the Sierra Alhamilla (Spain). *Geologische Rundschau*, 72: 605-618.
- Behrmann, J.H. (1984): *Structures and deformational processes in a zone of contact strain beneath a nappe, Sierra Alhamilla, Spain*. Tesis doctoral, Univ. de Oxford, 290 p.
- Behrmann, J.H. (1987): A precautionary note on shear bands as kinematic indicator. *Journal of Structural Geology*, 9: 659-666.
- Behrmann, J.H. y Platt, J.P. (1982): Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 208-215.
- Bouchez, J.L. (1977): Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, 39: 25-50.
- Bouchez, J.L. y Pecher, A. (1981): The Himalayan main central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*, 78: 23-50.
- Brun, J.P. y Choukroune, P. (1983): Normal faulting, block tilting and décollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2: 345-346.
- Campos, J., García-Dueñas, V., González-Lodeiro, F., Orozco, M. (1986): La zona de cizalla del contacto entre el grupo de mantos del Mulhacén y la unidad del Veleta (Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Andalucía). *Geogaceta* 1: 15-17.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992): Neogene Tectonic Evolution of the Alboran Sea from MSC data. *Geo-Marine Letters*, 12: 157-164.
- Crespo-Blanc, A. y Campos, J. (2001): Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, 23: 1615-1630.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M. y García-Dueñas, V. (1994): Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, 13: 78-88.
- Davis, G.H. (1983): Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 11: 342-347.
- Galindo-Zaldívar, J. (1993): *Geometría de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)*. Colección Monográfica Tierras del Sur, Universidad de Granada, 249 p.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989): Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, 3: 73-85.
- García-Dueñas, V. y Martínez-Martínez, J.M. (1988): Sobre el adelgazamiento Mioceno del dominio cortical de Alborán. El despegue extensional de Filabres. *Geogaceta*, 5: 53-55.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. y Navarro-Vila, F. (1986): La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo-ángulo entre Nevado-Filabres y Alpujarrides (Sierra de Alhamilla, Béticas Orientales). *Geogaceta*, 1: 17-19.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M. y Martín-Ramos, D. (1987): El sentido de desplazamiento de los Mantos Nevado-Filábrides. *Geogaceta*, 3: 11-13.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. y Soto, J.I. (1988a): Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues-mantos separados por zonas de cizalla. En: *II Congreso Geológico de España. Simposio cinturones orogénicos*, 17-26.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M., y Soto, J.I. (1988b): Plis-nappes, cisaillements syn- à post-metamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères Bétiques, Espagne). *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris*, 307: 1389-1395.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., Muñoz, M., Azañón, J.M., Crespo, A., Orozco, M., Soto, J.I., Alonso F.M. y Sánchez-Gómez, M. (1993): Kinematics of the Miocene extension detachment faults and shear zones in the Betics and Rif chains. En: *Late orogenic extension in mountain belts* (Séranne, M., et al., Eds.). Document du BRGM, 219: 76-77.
- García-Dueñas, V., Banda, E., Torné, M., Córdoba, D., y ESCI-Béticas Working Group (1994): A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results. *Tectonophysics*, 232: 77-89.
- Gibbs, A.D. (1984): Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 609-620.
- González-Casado, J.M., Casquet, C., Martínez-Martínez, J.M. y García-Dueñas, V. (1995): Retrograde evolution of quartz segregations from the Dos Picos shear zone in the Nevado-Filabride Complex (Betic chains, Spain). Evidence from fluid inclusions and quartz c-axis fabrics. *Geologische Rundschau*, 84: 175-186.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1993): The Alpujarride-Nevado-Filabride extensional shear zone, Betic Cordilleras, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 15: 555-569.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W. (1984): S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.
- Lister, G.S. y Davis, G.A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11: 65-94.
- MacCready, T. (1996): Misalignment of quartz c-axis fabrics and lineations due to oblique final strain increments in the Ruby Mountains core complex, Nevada. *Journal of Structural Geology*, 18: 765-776.
- McKenzie, D., y Jackson, J.A. (2002): Conditions for flow in the continental crust. *Tectonics*, 21: doi:10.1029/2002TC001394.
- McKenzie, D., Nimmo, F., Jackson, J.A., Gans, P.B., y Miller, E.L. (2000): Characteristics and consequences of flow in the lower crust: *Journal of Geophysical Research*, 105: 11.029-11.046.
- Martínez-Martínez, J.M. (1986): Fábricas y texturas miloníticas. Cinemática de las traslaciones en el Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España). *Estudios Geológicos*, 42: 291-300.

- Martínez-Martínez, J. M. (1995): La Sierra Alhamilla (Béticas orientales), una ventana extensional abierta en el basamento de la cuenca Miocena de Alborán. *Geogaceta*, 17: 128-130.
- Martínez-Martínez, J.M. (2006): Lateral interaction between metamorphic core complexes and less-extended, tilt-block domains: the Alpujarras strike-slip transfer fault zone (Betics, SE Spain). *Journal of Structural Geology*, 28: 602-620.
- Martínez-Martínez, J.M. y Azañón, J.M. (1997): Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16: 205-225.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (1997): Crustal decoupling and intracrustal flow beneath domal exhumed core complexes, Betic (SE Spain). *Terra Nova*, 9: 223-227.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2002): Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21: doi: 10.1029/2001TC001283.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2004): Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (southeast Spain). En: *Gneiss domes in orogeny* (Whitney, D.L., Teyssier, C. y Siddoway, C.S., Eds.). *Geological Society of America*, Special Paper, 380: 243-266.
- Martínez-Martínez, J.M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M. y Torcal, F. (2006): Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics*, 422: 159-173.
- Miller, E.L., Gans, P.B. y Garing, J. (1983): The Snake range décollement: an exhumed mid-Tertiary brittle-ductile transition. *Tectonics*, 2: 239-263.
- Orozco, M. (1986): Fábrica de cuarzo y cabalgamientos hacia el ENE en Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 1: 40-41.
- Platt, J.P. (1982): Emplacement of a fold-nappe, Betic orogen, southern Spain. *Geology*, 10: 97-102.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 379-410.
- Platt, J.P. y Behrmann, J.H. (1986): Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 8: 15-33.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17: 540-543.
- Platt, J.P., Van der Eeckhout, B., Janzen, E., Konert, G., Simon, O.J. y Weijermars, R. (1983): The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 5: 519-535.
- Platt, J.P., Behrmann, J.H., Martínez-Martínez, J.M. y Vissers, R.L.M. (1984): A zone of mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujarride nappe complex, Betic Cordilleras, S Spain. *Geologische Rundschau*, 73: 773-785.
- Platt, J., Allerton, S., Kirker, A. y Platzman, E. (1995): Origin of the western Subbetic arc (south Spain) - paleomagnetic and structural evidence. *Journal of Structural Geology*, 17: 765-775.
- Puga, E., Nieto, J. M., Díaz de Federico, A., Portugal, M. y Reyes, E. (1996): The intraorogenic Sopontújar Formation of the Mulhacén Complex: evidence for the polycyclic character of the Alpine orogeny in the Betic Cordilleras. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89: 129-162.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., y Nieto, J. M. (2002): Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. *Geodinamica Acta*, 15: 23-43.
- Royden, L.H. (1993): Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12: 629-638.
- Sibson, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133: 191-213.
- Soto, J.I. (1991): *Estructura y evolución metamórfica del complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 274 p.
- Soto, J.I., García-Dueñas, V. y Martínez-Martínez, J.M. (1990): El valor de la deformación dúctil asimétrica en el ortogneis de Lubrín, Almería (Manto de Bédar-Macael, Complejo Nevado-Filábride). *Geogaceta*, 7: 92-94.
- Vissers, R.L.M. (1981): *A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain) with emphasis on deformational processes and their relation to the Alpine metamorphism*. Tesis doctoral, Univ. de Amsterdam, 154 p.
- White, S. (1977): Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 39: 143-170.
- White, S. (1979): Large strain deformations: report on a Tectonic Studies Group discussion meeting held at Imperial College. London. *Journal of Structural Geology*, 1: 333-339.
- Zevenhuizen, W.A. (1989): Quartz fabrics and recumbent folds in the Sierra de los Filabres (SE-Spain). *Geodinamica Acta*, 3: 95-105.

Manuscrito recibido el 26 de octubre de 2007

Aceptado el manuscrito revisado el 12 de febrero de 2008

